

都心と郊外との気温差として表現された東京 のヒートアイランド現象： 寒冬・暖冬年、冷夏・暑夏年の比較

野 口 泰 生

要旨

ヒートアイランド現象の研究は現象面の記述から因果関係の究明やモデルの構築へと進んでいるが、長期的な面的気温観測の難しさから、この現象に対する理解は必ずしも十分とは言えない。そこで、大規模大気現象の結果である寒冬・暖冬・冷夏・暑夏年を取り上げ、AMeDAS時別値データを用いてこれらの気温極端年における東京のヒートアイランド現象の振る舞いを調査した。

都心を東京（大手町）とし、郊外の観測地点として府中、所沢、青梅を選定し、東京との毎時間の気温差をヒートアイランド現象の大きさ（ヒートアイランド強度）と考えた。その結果、気温差の大小は、大規模大気現象に起因する寒暖の差よりもむしろ、大気の状態が夜間の放射冷却を強めるように作用するかいなかに関係していた。

一般に使われているヒートアイランド強度の定義は曖昧で、今回調査した4年間に於ける日最大気温差（極値）は3地点で11.0～13.4℃の幅があり、また日最大気温差の月平均（極値）は3地点で5.1～7.0℃の幅があった。日最大気温差の出現時間帯は日の出頃と真夜中に顕著なピークが見られ、Oke（1982）が指摘するモデルとは2～4時間の時間差が見られた。

1. はじめに

一つのまとまりを持って局地的な気候環境を形成する土地利用形態に都市がある。都市内外の気温分布は古くから都市気候学の研究対象となってきたが、その中でも、都市中心部が郊外と比べて相対的に高温となり、同心円的に気温分布が形成されるヒートアイランド現象は、都市気候学の中でも特に研究のさかんな分野で、これまでに世界各地で様々な立場から調査され、今や研究の中心は現象面での記述から因果関係の解明やモデルの組立てに移ろうとしている。

しかしながら、現象面での従来の調査研究は、都市内外での面的な長期継続観測が困難であることに起因して、気温分布を時間軸の一断面として断片的にとらえている場合が多く、観測した時間帯、観測範囲、都市の立地条件、観測時の天気

表 1 使用したAMeDAS観測地点の所在地と標高

観測地点	住所	設置場所（観測開始年月）	標高
44131 東京	千代田区大手町1-3-4	東京管区气象台（1975.3～）	7m
44116 府中	府中市幸町3-5-8	東京農工大農学部農場（1976.12～）	59m
43266 所沢	所沢市勝楽寺25-2	村山山口貯水池管理事務所（1977.12～）	119m
44056 青梅	青梅市新町715	都畜産試験場（1976.12～）	155m

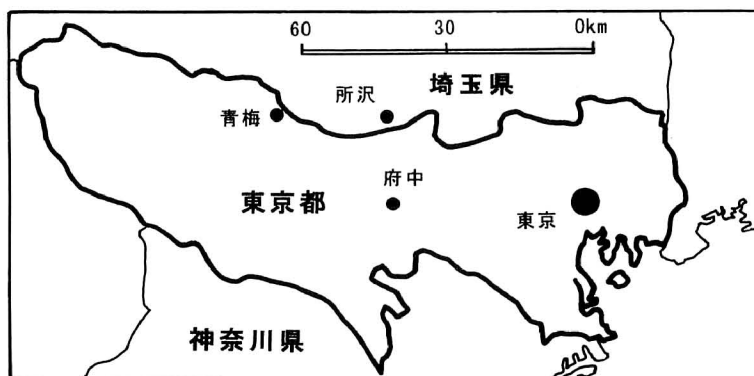


図 1 使用したAMeDAS観測地点の配置図

状態など、様々な組合わせの特殊ケースを見ているに過ぎないことが多い。一つの自然現象を理解するためには、できるだけ広範囲に長時間にわたって観測を行ない、平均的な姿と同時に様々な条件下での変動の幅やばらつきの特性を理解しておくことが重要である。

そこで、今回は、気象庁地域気象観測網（AMeDAS）の特別値データを用い、4つの気温極端年（寒冬・暖冬年、冷夏・暑夏年）を対象に、東京（大手町）と周辺各地（府中、所沢、青梅）との比較を行ない（表1、図1）、総観規模から地球規模で出現する大規模大気現象の中で、東京のヒートアイランド現象がどのような振れ幅で出現するのかを調査する。温室効果ガス、特にCO₂の増加による地球温暖化問題が議論され、大気大循環モデル（GCM）による推定が行なわれているが、地球温暖化の局地的影響について議論するだけの精度は得られていない。そのような中で、気温極端年における東京のヒートアイランド現象を長期データによって理解しておくことは有意義なことと考える。

2. 都市の気温分布

都市と郊外との気温差に着目した研究や都市の気温分布を面的に捉えたヒートアイランド現象に関する研究の歴史は古いが、様々な分野から活発な研究が行なわれるようになったのは戦後のことである。ヒートアイランド現象を中心に最近の研究をレビューしたものに、Oke（1979）、Landsberg（1981）などがあり、日本

国内でも、河村（1968）、西沢（1973）、Yamashita（1990a）などがまとめている。

都市のヒートアイランド現象の研究は、多くの都市で事実の確認作業としての気温観測に始まり、ヒートアイランド現象の実態が明らかにされてきた。Oke（1982）は温帯気候下の都市に見られるヒートアイランド現象の特徴を示したが、建築物で占められる気層、すなわち都市キャノピー層（UCL=Urban Canopy Layer）では、晴れ・静穏・夏の日という条件下で平地の都市で観測されるヒートアイランド現象は、都市中心部が高温となる同心円状をなし、郊外と都市部との境界域に気温分布の急変域、いわゆる「崖」が形成され、この崖は特に風上側で顕著であること、風の移流効果によりヒートアイランドが風下側にわずかに移動することなどを示した。

ヒートアイランド現象の強さや広がりを表現することばとして「ヒートアイランド強度」という言葉がある。これは、都市中心部の高温域と郊外の低温域との温度差のことを指すが、この曖昧な言葉には多くの問題がある。まず、ヒートアイランド現象はきれいな同心円の現象ではないし、分布パターンも時間や季節と共に変化するので、これら二地点の位置も観測の都度変化する。郊外の地点をヒートアイランドの外縁部とすると、大都市では「郊外」の位置の確認は至難の業である。

また「最大ヒートアイランド強度」という言葉はさらに曖昧で、定義では観測されたヒートアイランド強度のうちで最大のものとされるが、観測期間が長くなれば、当然最大ヒートアイランド強度も大きい値が出現する。

ヒートアイランド現象は、都市と郊外におけるエネルギー収支の差と大気安定度の違いに起因する。すなわち、昼間の正味短波放射（必ずプラス）と昼夜を通した一日の正味長波放射（通常マイナス）を加えて生じる一日の正味放射量の大小、さらにその配分先として、蒸発に使われるエネルギーを差し引いたあとで、空気や地面を暖めるエネルギーが都市と郊外とでどれくらい違うかということと、大気混合の指標となる上空大気の安定度の違いに起因する。

日最高気温に都心と郊外とでほとんど差が無いのに、夜間になると都心が高温となる原因は、一つには、都心で夜間の放射冷却が何らかの原因で妨げられることによる。その一つは人工熱である。この中には人間活動によって作り出される様々な熱がある。たとえば、家庭から出る熱、交通機関から出る熱、工場などから出る廃熱、また影響は少ないが、人間の代謝熱もある。これに加えて、コンクリートやアスファルトに蓄えられた熱がある。また、汚れた都市大気は逆放射によって上向き長波放射すなわち放射冷却そのものを妨げるし、都市表面の不透水面は蒸発で使われるべきエネルギーを大気や地表を暖めるために使わせ、昼間大量の熱を蓄積して、夜間放出する。

都市は構造的にも機能的にも多種多様であり、これがエネルギー収支を通してヒートアイランド現象を発生させる。個々の都市の特徴を物理的に理解し、ヒートアイランド現象との関わりを定量的に研究することは重要なことであるが、こ

れまでの多くの研究ではヒートアイランド強度に影響するものとして都市規模を考え、それを都市人口で単純化・抽象化している（たとえば 野口 1994ab）。

ヒートアイランド現象が時間と共にどのように変化するかを知ることは、因果関係を解明する上で重要な手がかりを与える。Oke (1982) は温帯気候下の都市における典型的なヒートアイランド現象の日変化を模式的に示したが、それによれば、郊外では日暮れと共に負の正味放射を反映して（正味短波放射がゼロとなり、いまだ高い地表面温度を反映して上向き長波放射が大きくなるため）気温は急激に減少する。夜が進むにつれ、地表温度は下がるが、これに従い、上向き長波放射は減少し、気温低下率も小さくなって、以後、郊外の気温は日の出直後まで指数関数的に低下する。

中小都市と比べ、大都市のヒートアイランド現象は観測がむずかしく、現象面での理解が十分とは言えない。山添他 (1994) は、独自に配置した観測網によって、東京のヒートアイランド現象の分布を6時間ごとに1997年の8月と11月の月平均で示した。それによれば、夜間のヒートアイランド現象は両月共40km西方の八王子付近まで同心円の気温分布を描き、都心と八王子との間のヒートアイランド強度は03:00に8月平均で2℃、11月平均では4℃に達している。一方、昼間の気温分布は、高温部は埼玉県との県境付近に移動し、気温分布は同心円的ではなく不規則になる。

3. 方法と資料

ヒートアイランド現象の研究では、面的継続観測の難しさから、断片的な観測に基礎を置いた議論が多かった。また、使用される時間断面も観測者の都合によって観測時間が決められる場合が多く、最大ヒートアイランド強度と都市規模（人口）との関係を求めても（Oke 1982, 朴 1987）、その法則性にどの程度普遍性があるのか疑問が残った。そこで、今回は、1974年に運用を開始した気象庁のAMeDASデータを用いて、都市内部（東京大手町の気象庁）と郊外（府中、所沢、青梅）の毎時間の気温を一年通して比較することで、ヒートアイランド現象を長時間にわたって検討する。

対象とした年は冬と夏の気温が極端に異なった2組の年、すなわち寒冬年（1984年）、暖冬年（1989年）と冷夏年（1993年）、暑夏年（1994年）の計4年間である。これら2組の年は、過去100年間に数回程度しか出現しないような極端な季節平均気温が全国的に出現した対照的な年で（野口 1994a）、局地的なヒートアイランド現象にどのような違いが現れたかを知るには好都合な年と言える。

東京のヒートアイランド現象を調査対象とした理由は、東京がDID（人口集中地区）人口800万の巨大都市であるため、アメダスの観測網密度（気温の場合、約20km四方に1地点）でも都心と郊外という観点から観測地点を選定しうること、また、東京のヒートアイランド現象についてはこれまでの研究によって、その広がりや特徴がある程度把握されているからである（Yamashita 1990b; Yamashita

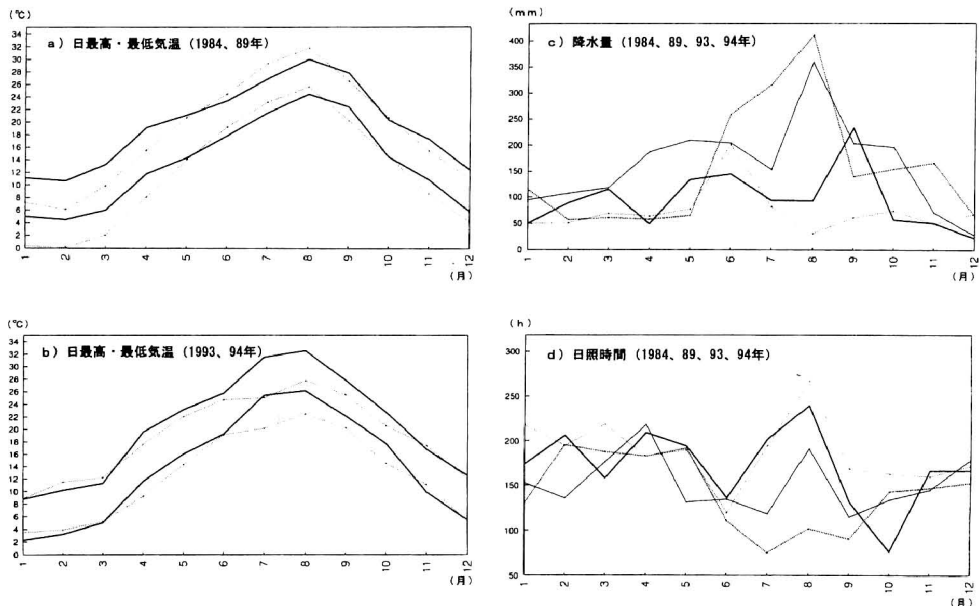


図2 調査対象とした寒冬・暖冬・冷夏・暑夏年（1984、89、93、94年）の東京（大手町）における主要気候要素の年変化
 a) 寒冬年（点線）、暖冬年（実線）の月平均日最高・日最低気温
 b) 冷夏年（点線）、暑夏年（実線）の月平均日最高・日最低気温
 c) 寒冬年（細点線）、暖冬年（細実線）および暑夏年（太実線）、冷夏年（太点線）の月降水量
 d) 寒冬年（細点線）、暖冬年（細実線）および暑夏年（太実線）、冷夏年（太点線）の月合計日照時間

1996; 山添・一ノ瀬 1994)。

これらの年がどのように特異な年であったかを東京のアメダス資料（気象庁 1985, 1990, 1994, 1995）を用いて示す（図2）。これら2組の年は極端な年の組み合わせであるから、冬と夏の月平均日最高・最低気温（図2ab）に大きな差があるのは当然であるが、降水量（図2c）や日照時間（図2d）にも著しい違いが見られる。

寒冬年（1984）の冬は暖冬年（1989）の冬と比べ降水量が約1/2で、この差は4、5月にはさらに大きくなる。寒冬年の1984年は6月を除くと、年間を通して極端な少雨（東京の年降水量879mm）で、平年の1/2しかない。このことに対応して、1984年冬の日照時間は1989年の4割増しとなっている。このことから、1984年の冬は寒冷、少雨、晴天を特徴とし、1989年の冬は逆に温暖、多雨、日照不足であることが分かる。同様に冷夏年（1993）の夏と暑夏年（1994）の夏を比較すると、1993年の夏は冷夏、多雨、日照不足を特徴とし、1994年の夏は猛暑、少雨、晴天である。なお、平均風速については、これら2組の年の各月の値に大きな違いは無く、差は最大でも月平均風速で0.5m/sec以下であった。

なお、各観測地点には標高に表1のような差があるので、平均気温を比較する場合には気温減率（0.65℃/100m）を考慮する必要がある。

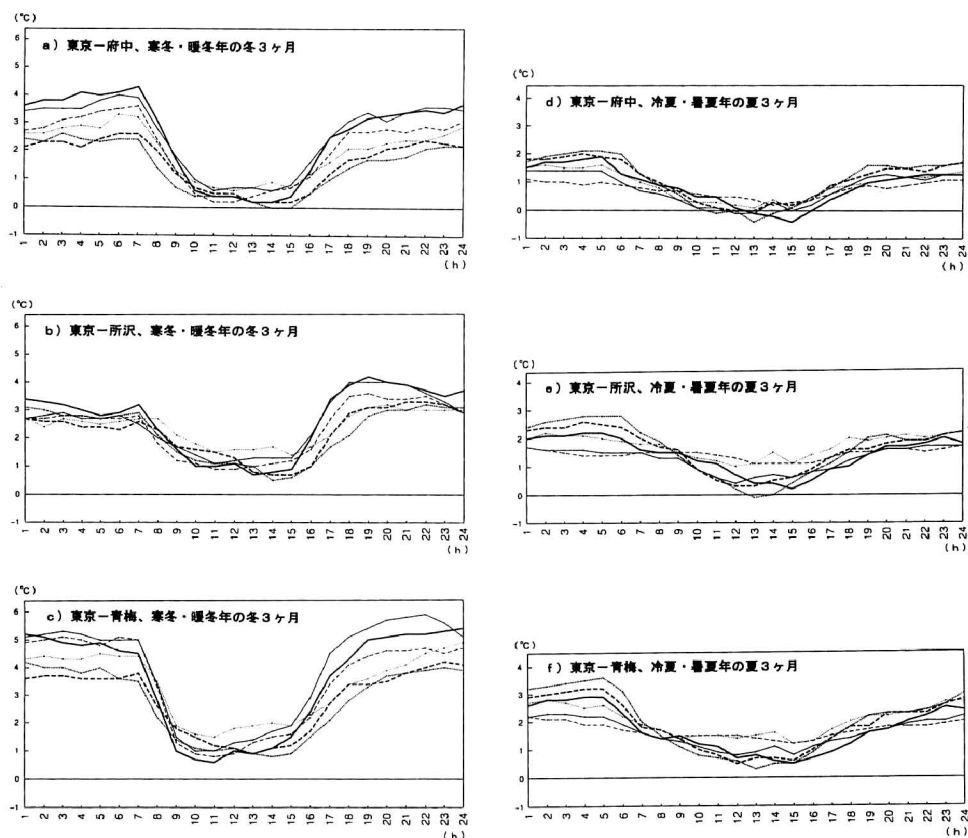


図3 月平均時別気温差の日変化

注) 寒冬年 (1983,84) : 細線, 12月 (実線), 1月 (破線), 2月 (点線)
 暖冬年 (1988,89) : 太線, 12月 (実線), 1月 (破線), 2月 (点線)
 冷夏年 (1993) : 細線, 6月 (実線), 7月 (破線), 8月 (点線)
 暑夏年 (1994) : 太線, 6月 (実線), 7月 (破線), 8月 (点線)

4. 結果

一般にヒートアイランド現象は、風が弱く晴れた冬の夜間に発達すると言われている。これは、日本においては太平洋側の地域に当てはまる条件で、昼間都心や郊外が一樣に熱せられても、長い冬の夜の放射冷却に差がでる。したがって、都市と郊外との気温差（ヒートアイランド強度）もこの時期に大きくなることが予想される。図3は東京（大手町）と郊外の3地点（府中、所沢、青梅）における寒冬・暖冬の冬（12、1、2月）と冷夏・暑夏の夏（6、7、8月）の月平均時別気温差で、日々のばらつきを消したものである。

図3 aは東京・府中の寒冬年の冬（1983年12月、84年1、2月）と暖冬の冬（88年12月、89年1、2月）の月平均時別気温差で、いずれの月も気温差の大きい夜間と気温差のほとんど無い昼間の10～15時との違いが明瞭で、昼と夜の変化が急激に発生していることが分かる。寒冬・暖冬の違いが気温差に現れているかど

うかという点よりも、昼間と比べ夜間の気温差に見られる年々のばらつきが大きいことが特徴である。

図3bは同様に東京・所沢の寒冬年・暖冬年の冬の気温差である。東京・府中と比べ、東京・所沢間では昼間でも1℃くらいの気温差があるが、これは標高差(表1)で説明できる。夜間から午前中への変化は比較的緩やかであるが、やはり15, 16時における変化が急激に発生している。図3cは東京・青梅の寒冬年・暖冬年の冬の気温差である。やはり、昼間の9～15時に差が小さく、夜間に高く、その差は昼間の気温差1℃台から夜間の気温差4～5℃台へと急激に変化する。ここでも他の地点と同様に、寒冬・暖冬年の違いは明瞭でなく、冬に出現する大きな気温差のばらつきの中に隠されてしまっている。

図3defはそれぞれ東京・府中、東京・所沢、東京・青梅における冷夏年の夏(1993年6, 7, 8月)と暑夏年の夏(1994年6, 7, 8月)の月平均気温差の日変化である。冬の図(図3abc)と比べ、夜間の気温差が非常に小さくなっており、昼と夜の変化が緩やかである。これらの図から、暑夏年の夏(太線)には冷夏年の夏(細線)と比べ、どの月も夜間の気温差が大きいが、値そのものは大きくない。

これらの図から、1)気温差は夜間に最大となり昼間最小となること、すなわち、東京のヒートアイランド現象は夜間に顕著になり、昼間は消失すること、2)気温差が最大となる時間帯は早朝の日最低気温出現時のほか、夜間を通して大きな気温差が維持されていること、3)昼間の10～15時の間では東京のヒートアイランド現象がほぼ消失すること、4)寒冬・暖冬年、冷夏・暑夏年の影響は小さいこと、がわかる。

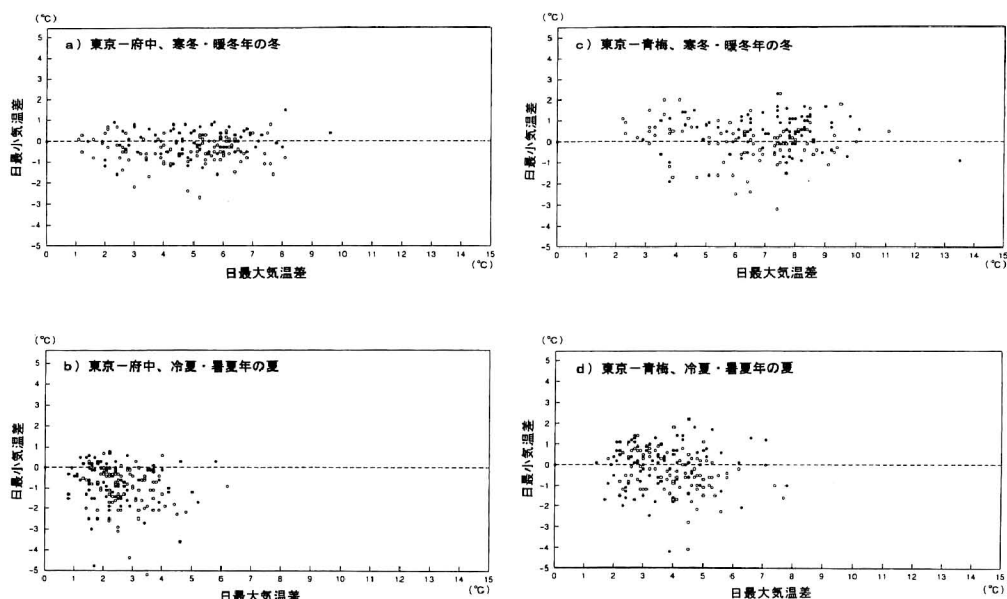


図4 気温極端年における日最大気温差と日最小気温差の散布図

a), c) ●: 寒冬年 (1983年12月, 84年1, 2月), ○: 暖冬年 (1988年12月, 89年1, 2月)
b), d) ●: 冷夏年 (1993年, 6, 7, 8月) ○: 暑夏年 (1994年, 6, 7, 8月)

そこで、次に、毎日の時別気温差のうちで、夜間出現する日最大気温差と昼間出現する日最小気温差が、一つの季節内でどのようなばらつきの範囲で現れるのか見てみたい。図4は気温極端年（寒冬・暖冬年、冷夏・暑夏年）における日最大気温差と日最小気温差の散布図である。それぞれの図は、東京・府中と東京・青梅の気温極端年（寒冬・暖冬年、冷夏・暑夏年）の各3ヶ月間（約90日分）に出現した毎日の最大・最小気温差の値のプロットである（東京・所沢は省略）。昼間の最小気温差が0℃付近に集合しているのに対し、毎日の最大気温差には大きなばらつきがある。その大きなばらつきの中にも一つの傾向が見られ、東京・府中（図4a）も東京・青梅図（図4c）も、寒冬年の冬3ヶ月の最大気温差（●）が右側に、暖冬年の冬3ヶ月の最大気温差（○）が左に寄る傾向がある。すなわち、晴天を特徴とする寒冬年の冬に日最大気温差が大きくなる傾向がある。一方、冷夏年・暑夏年の違いを見ると、両地点とも（図4bd）、冷夏年の夏3ヶ月の最大気温差（●）が左に、暑夏年の夏3ヶ月の最大気温差（○）が右に寄る傾向がある。すなわち、北太平洋高気圧に被われて晴天が卓越する暑夏年の夏に日最大気温差が大きくなる傾向がある。

図4では毎日の最大・最小気温差を散布図として示したが、これら日々の極値がどのような時間帯に出現するのかが出現時間の頻度分布図で吟味する。図5に4つの極端年における日最大気温差、日最小気温差の出現時間の頻度分布を示す。スペースの都合でやはり東京・所沢の事例を省略する。それぞれの図で、影のつけてある棒が最大気温差の時別出現頻度（％）を、白抜きの棒が最小気温差の時別出現頻度（％）を示す。東京・府中と東京・青梅の寒冬年の冬、暖冬年の冬の時別出現頻度を図5abcdに、同様に冷夏年の夏と暑夏年の夏の時別出現頻度を図5efghに示す。

冬の図（図5abcd）から、昼間の日最低気温差の出現時間は正午を中心とした短い時間に集中しているが、夜間に出現する日最大気温差は、出現する時間帯に特徴が見られる。すなわち、日の出頃と真夜中に出現する。日最大気温差の出現時間におけるこのような傾向は、寒冬・少雨・晴天を特徴とする寒冬年により顕著である。また夏についても（図5efgh）、猛暑・少雨・晴天を特徴とする暑夏年の夏に日の出頃と夜半に最大気温差の出現頻度が集中し、冷夏年の夏には最大気温差の出現時間帯が平滑化される傾向がある。

図6は毎日出現する日最大・最小気温差を月平均して、年変化をみたものである。それぞれ、1）東京・府中、2）東京・所沢、3）東京・青梅の寒冬・暖冬年（1984、89年）と冷夏・暑夏年（1993、94年）のものであるが、府中や青梅では、暖冬年の冬に比べ寒冬年の冬に、日最大気温差が多少大きくなる傾向がある。これは晴れた夜間における特徴と思われる。府中、所沢、青梅共に、暑夏年の夏に日最大気温差が多少大きくなる特徴がある。これも、よく晴れた夜間の特徴と思われる。どの地点も、またどの年も、日最大気温差の月平均値は冬に大きく夏に小さくなる。

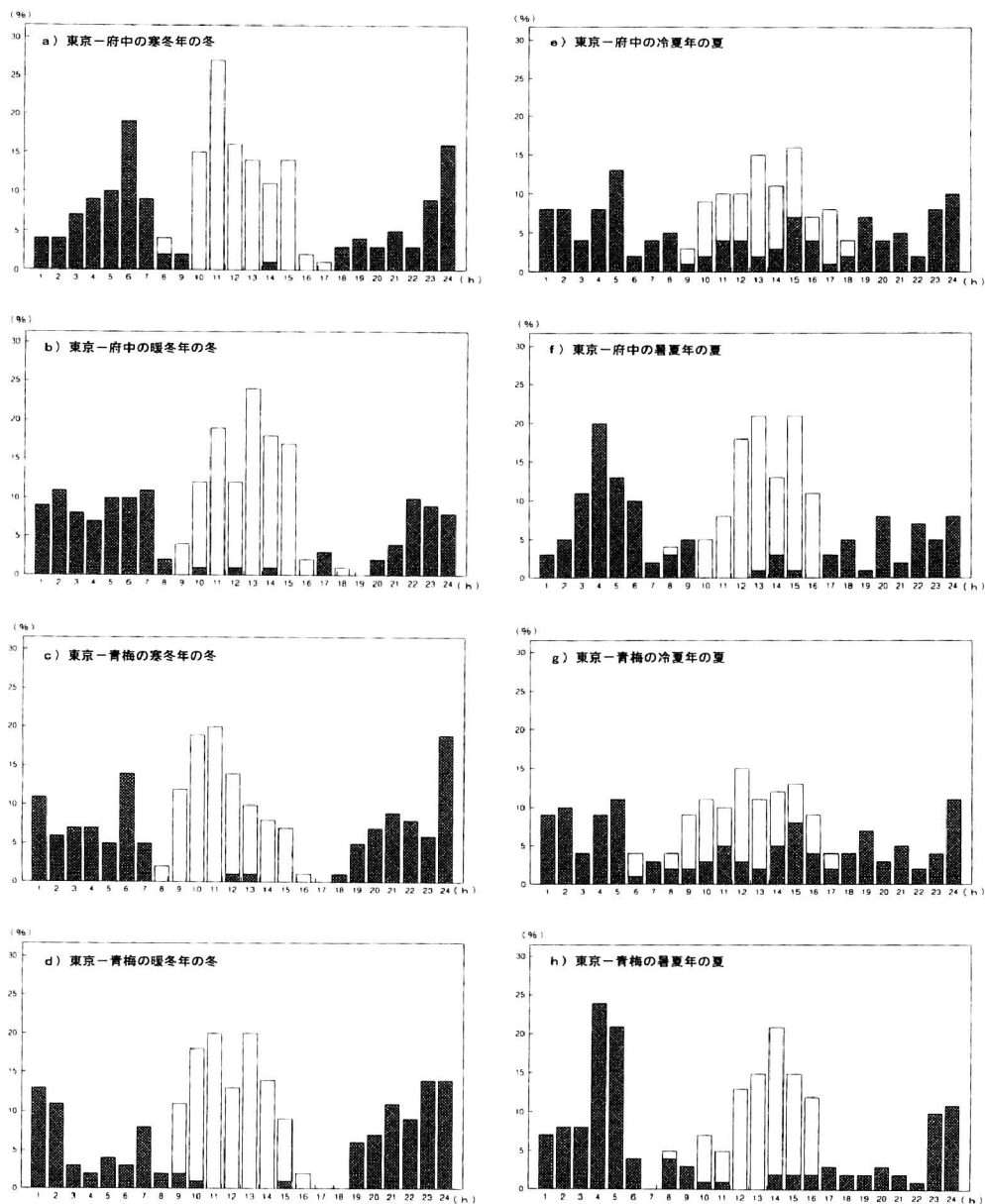


図5 日最大気温差（網目）、日最小気温差（無地）の出現時間の頻度分布（％）

1) 冬

- a) 東京・府中の寒冬年の3ヶ月（1983年12月，84年1，2月，n = 91）
- b) 東京・府中の暖冬年の3ヶ月（1988年12月，89年1，2月，n = 90）
- c) 東京・青梅の寒冬年の3ヶ月（1983年12月，84年1，2月，n = 88）
- d) 東京・青梅の暖冬年の3ヶ月（1988年12月，89年1，2月，n = 90）

2) 夏

- e) 東京・府中の冷夏年の3ヶ月（1993年，6，7，8月，n = 92）
- f) 東京・府中の暑夏年の3ヶ月（1994年，6，7，8月，n = 92）
- g) 東京・青梅の冷夏年の3ヶ月（1993年，6，7，8月，n = 92）
- h) 東京・青梅の暑夏年の3ヶ月（1994年，6，7，8月，n = 92）

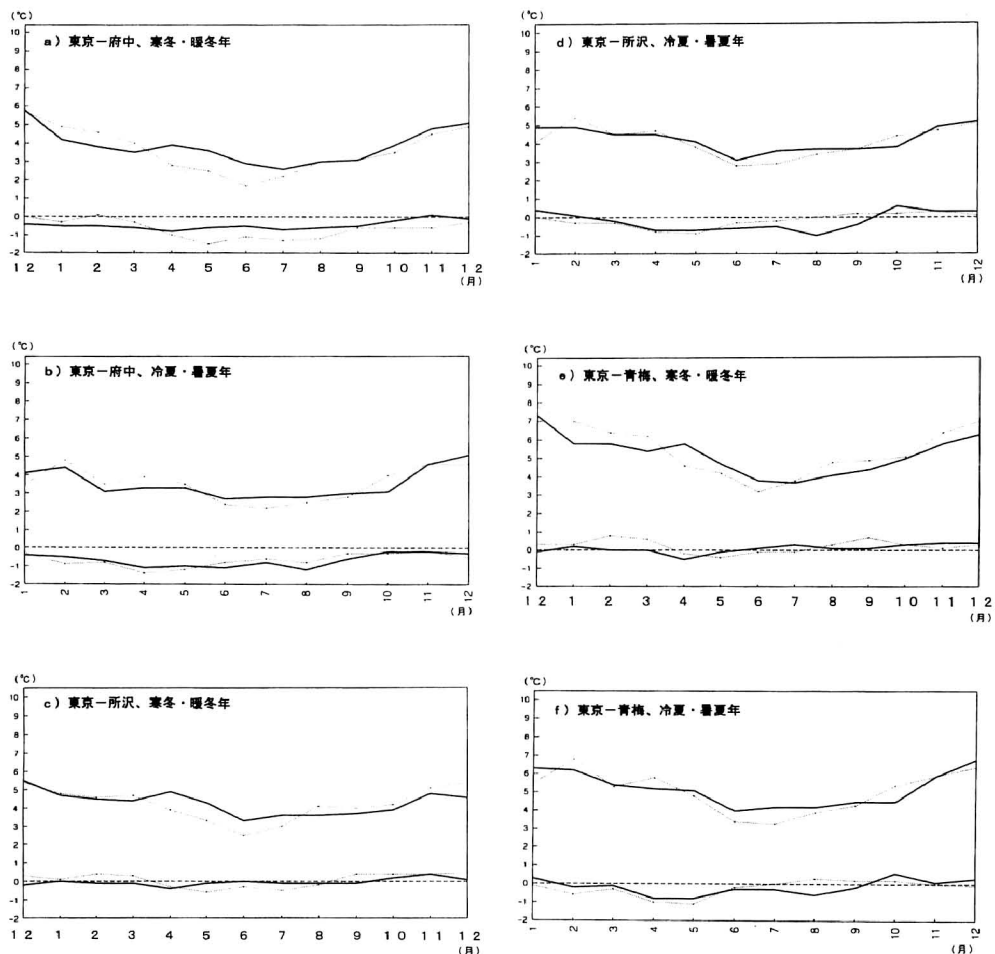


図6 月平均日最大・最小気温差の年変化
 各図共、寒冬年(1984):細点線, 暖冬年(1989):太実線
 冷夏年(1993):細点線, 暑夏年(1994):太実線

5. 考察

1) 寒冬・暖冬・冷夏・暑夏の影響

今回の調査で選ばれた、寒冬・暖冬、冷夏・暑夏を特徴とする2組の気温極端年(1984, 89年と1993, 94年)は、過去100年間で季節平均気温としては最大規模の平均偏差を示す年であり(野口 1994a), 同一季節としては希にしかみられない極端な組み合わせである。それに関わらず、都心と郊外との気温差には、これら寒冬・暖冬、暑夏・冷夏と言った大規模大気現象の影響は明瞭に現れなかった。

一つの理由は、都心と郊外との気温差の大小は、単に出現した気温の高低によって決まるのではなく、放射冷却によって郊外で気温低下を起こしやすいかどうかにかかっていることによるからであると思われる。すなわち、都心と郊外で気温差が大きくなる場合とは、晴天で放射冷却が起きやすい時であるが、これが冬で

あれば、東京がよく晴れる冬とは、西高東低型の気圧配置が強く、寒い寒冬型の冬であり、これに対し、夏の場合には、よく晴れて放射冷却が進む場合とは、北太平洋高気圧に被われて気温が上昇する暑夏の夏ということになる。図 4 acにおける日最大気温差の分布を見ると、暖冬の冬（○）の方が寒冬年の冬（●）と比べ、幾分左に偏って分布している（気温差が小さい）が、これは暖かい冬は曇りや雨の日が多く、日照時間も少なく（図 2 cd）、従って夜間の放射冷却が進まなかったためであろう。

同じく図 4 bdでは、暑夏の夏（○）の方が冷夏の夏（●）と比べ、右に偏っている（気温差が大きい）が、これは晴れた日が多かった（図 2 cd）ためであろう。

2) 最大ヒートアイランド強度

東京のヒートアイランド強度を表現する場合、都心は大手町でよいとしても郊外をどこに取るべきかが問題である。山添・一ノ瀬（1994）の調査では明らかに府中の西まで気温は下がり続けているし、電車を使った観測（Yamashita 1996）によると、八王子付近までは下がり続けている。このようなことから、今回の調査で用いた青梅は恐らく東京のヒートアイランドの縁と考えて良いと思われる。

さらに、どの気温差をヒートアイランド強度とすべきかが問題であるが、夜間に出現する日最大気温差には大きなばらつきがあり、観測期間が長くなると最大気温差も大きい値が出現する。今回の4年間の気温極端年でも、日最大気温差の極値は東京・府中で12.4℃、東京・所沢で11.0℃、東京・青梅で13.4℃であった。また、日最大気温差の月平均をとると、極値は東京・府中で5.1℃、東京・所沢で5.4℃、東京・青梅で7.0℃である。また、毎日の毎時気温差を時間ごとに月平均した値（月平均時別値）の中で最大値を取る方法もある。Oke（1982）や朴（1987）は欧米や日本・韓国の諸都市におけるヒートアイランド現象の観測値を用いて、人口対ヒートアイランド強度との間に正の相関関係があることを示したが、ヒートアイランド強度に対して厳密な定義にもとづく議論が必要である。

3) 最大気温差・最小気温差の出現時間

今回の調査で、日最大気温差や最小気温差の出現時の頻度分布が求められた（図 5）。日最大気温差の明瞭な出現時間帯はまず日の出前後の時間帯で、冬は6～7時を中心に、夏は4～5時を中心に出現する。また、冬も夏もこのピークとは別に、真夜中の12時頃を中心とした明瞭なピークがある。これは、日没後、郊外でさかんとなる放射冷却の結果、都心と郊外との気温差が日没後数時間で最大となるためであるが、Oke（1982）はこの最大気温差の出現する時間帯を20～22時台と考えている。東京の場合、それが2～4時間遅れて現れているのは、日本の都市と郊外との境が不明瞭で、Okeが研究を行なっているカナダの都市との構造的な違いに起因しているのかも知れない。

6. まとめ

都市気候学の中でヒートアイランド現象は中心的な研究テーマである。今日研究の流れは現象面の記述から因果関係の解明やモデルの構築へと進んでいるが、ヒートアイランド現象を長期間面的に捉えることが困難であるために、この現象に対する理解は必ずしも十分とは言えない。そこで、広範囲な大気現象の結果である寒冬・暖冬・冷夏・暑夏年を取り上げ、AMeDAS時別値データを用いてこれらの気温極端年における東京のヒートアイランド現象の振る舞いを調査した。

都心を東京（大手町）とし、郊外の観測地点として府中、所沢、青梅を選定し、東京との気温差をヒートアイランド現象の大きさ（ヒートアイランド強度）と考えた。その結果、都心と郊外との時別気温差や日最大気温差に与える寒冬・暖冬・冷夏・暑夏という広域大気現象の影響はそれほど明瞭ではなかった。気温差の大小は卓越する気温の高低よりもむしろ、大気の状態が夜間の放射冷却を強めるように働くかいなかに関係していた。

4年間の最大ヒートアイランド強度（気温差の極値）は、東京・府中で12.4℃、東京・所沢で11.0℃、東京・青梅で13.4℃で、月平均日最大気温差の極値は東京・府中で5.1℃、東京・所沢で5.4℃、東京・青梅で7.0℃であり、ヒートアイランド強度の定義次第で最大気温差の値は大きく変化するため、厳密な定義無しのヒートアイランド強度と都市規模（人口）との関係は曖昧にならざるを得ない。

日最大気温差の出現時間帯は日の出頃と真夜中に顕著なピークが見られ、Oke (1982)が指摘するモデルとは2～4時間の時間差があった。これは東京のスプロール化によって、都心と郊外との境が不明瞭であることに起因しているのかも知れない。

参考文献

- 河村武（1968）都市気候：とくにHeat Islandに関する研究を中心として、気象研究ノート, 468-483.
- 気象庁（1985, 90, 94, 95）観測所気象年報.
- Landsberg, H.E. (1981) The Urban Climate. International Geophysical Series, 28, Academic Press. 275p.
- 西沢利栄（1973）都市気候：特にHeat Island について、科学, 43, 487-494.
- 野口泰生（1994a）気象官署所在都市の温暖化と気温の永年変化における最暖・最寒値、国士舘大学文学部紀要, 27, 35-58.
- 野口泰生（1994b）日最高・最低気温の永年変化に与える都市化の影響、天気, 41, 123-135.
- Oke, T.R. (1979) Review of Urban Climatology, 1973-1976. Technical Note No.169, WMO. 100p.
- Oke, T.R. (1982) The Energetic Basis of the Urban Heat Island. Quart. J. R. Met. Soc.,

108, 1-24.

朴 恵淑 (1987) 日本と韓国の諸都市における都市規模とヒートアイランド強度, 地理学評論, 60, 238-250.

Yamashita, S. (1990a) Some Studies on the Earth's Surface Conditions Relating to the Urban Heat Island. *Energy and Buildings*, 15, 279-288.

Yamashita, S. (1990b) The Urban Climate of Tokyo, *Geographical Review of Japan*, 63B, 98-107.

Yamashita, S. (1996) Detailed Structure of Heat Island Phenomena from Moving Observations from Electric Tram-cars in Metropolitan Tokyo. *Atmospheric Environment*, 30, 429-435.

山添 謙・一ノ瀬俊明 (1994) 東京およびその周辺地域における秋季夜間の晴天時と曇天時のヒートアイランド, 地理学評論, 67, 551-560.

(本学教授・地理学)